

산림유역의 지표면에서의 토양공극과 수리학적 특성의 계절적 변화

Seasonal Variations of Surface Soil Hydraulic and Pore Development Properties in Two Forested Watershed

주승호¹⁾, 곽용석²⁾, 김상현³⁾

Seung Hyo Joo, Yong Seok Kwak, Sang hyun Kim,

요 지

계절에 따른 토양공극의 수리학적 변화를 파악하기 위해서 설마천 유역의 범륜사 독립사면과 광릉원두부 소유역의 독립사면을 대상으로 장력침투실험을 실시하였다. 토양수분 확보에 신뢰를 받기위해서 TDR(Time Domain Reflectometry) 및 현장에서 토양의 불포화 투수계수 측정이 가능한 장력침투계(Tension infiltrometer)를 이용하였다. 계절에 따른 자료수집을 위해서 2008년 3월 20일 부터 약 6주간격으로 10월 29일까지 5회에서 6회 토양수분 자료 및 토양장력침투 자료를 획득하였다. 획득한 자료를 이용하여 포화 및 불포화 수리전도도, 대공극 유효흐름분율(macropore flow), 대공극 유효부피분율(effective macroporosity) 나타내었다. 분기별로 자료분석 결과 계절별 특성이 나타남을 알 수 있다. 수리전도도는 3월, 5월, 10월은 유사한 반면 6월과 7월 그리고 9월은 상대적으로 높았다. 이는 여름철에 공극 발달이 활발하다는 것을 의미한다. 선행토양수분은 수리전도도에 영향을 미치는 것으로 나타났다. 대공극의 발달은 삼림과 같은 복잡 경관에서는 강우사상에 따른 토양수분의 공간 분포 및 이송, 유출과정이 물순환에 영향을 미친다. 지형분석을 통한 공극의 흐름특성과 토양수분 유의성에 대하여 논의하였고, 대공극 변화에 밀접한 관계가 있는 식생과 그밖에 계절적으로 발달을 일으키는 요인을 모색 하였다. 본 연구는 계절에 따라 변하는 수리전도도를 기초로 하여 불포화대에서 토양공극의 수리학적 변화와 시공간적으로 침투흐름에 얼마나 영향을 주는가를 보여준다.

핵심용어 : TDR(Time Domain Reflectometry), 장력침투계(Tension infiltrometer), 토양수분, 포화 및 불포화 수리전도도, 대공극 유효흐름분율, 대공극 유효부피분율

1. 서론

토양특성의 공극크기와 형태는 수리전도도에 영향을 미치는 인자이다. 강우에 의해 지표상에 도달한 물은 지표면으로부터 토양하부로 침투가 일어난다. 이때 대공극을 통한 흐름, 미세공극을 통한 흐름, 그리고 대공극과 토양구조체와의 상호작용에 의한 흐름으로 나누어진 다.(Noguchi et al 1999). Mosley, (1979)는 대공극은 강우유출에서 지표하흐름(subsurface flow)의 가장 중요한 기여자라고 추측했다. 따라서 본 연구는 장력 침투계를 이용하여 광릉슈퍼사이트 원두부와 설마천 독립사면에 시공간적인 대공극 흐름발달을 실측하였으며, 계절별 대공극변화를 고찰하였다.

2. 대상유역 및 실험방법

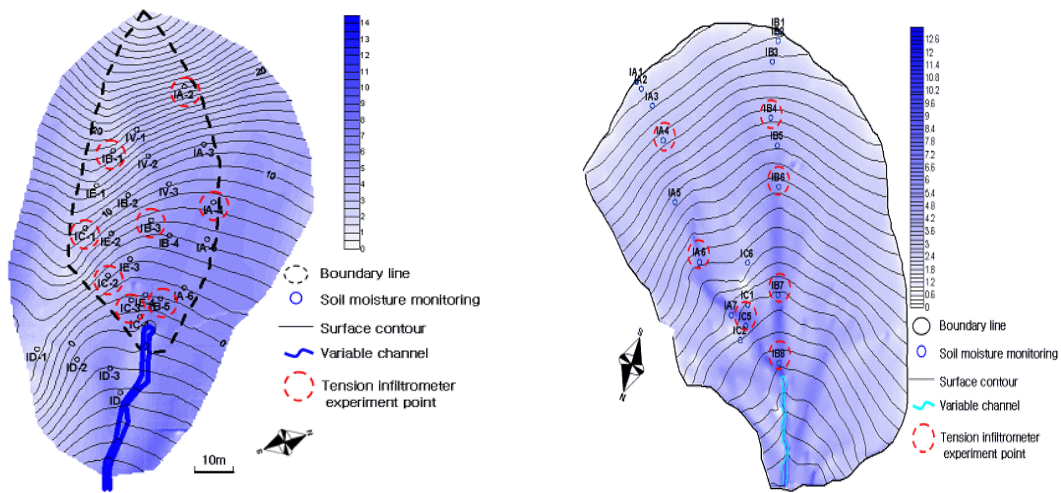
-
- 1) 정회원-부산대학교 수자원환경실험실E-mail:minx4you@pusan.ac.kr
 - 2) 정회원-부산대학교 수자원환경실험실E-mail:kikiken@pusan.ac.kr
 - 3) 정회원-부산대학교 환경공학과 부교수E-mail:kimsangh@pusan.ac.kr

2.1 대상유역

본 연구의 대상유역으로 경기도 파주시 적성면 설마천 유역내에 감악산 범륜사 우측 소규모 모산지사면과 경기도 포천시 소호읍 광릉슈퍼사이트 내 원두부 유역으로 독립사면을 가진 유역이다(Table 1).

Table 1. Study site description

	Kwangleung	Sulmachun
Location	위경도	위경도
Average slope	24.6%	40.5%
Soil type	Sandy loam	Sandy loam
Porosity	56.3%	56.2%



2.2 포화수리전도도(K_{sat}) 및 불포화수리전도도(K)계산

장력침투계는 대공극을 측정하는데 유용하고 신뢰성이 있다(Baird, 1997; Reynolds and Elrick, 1991; Messing and Jarvis, 1993). 수리전도도의 3차원비로부터 Wooding's식(1968)에 기초한 다음과 같은 방법은 불포화침투에서 수리전도도와 물의 함량에 대한 관계를 계산하기 위해 사용되어진다. Wooding(1968)은 반지름(r)인 장력침투계의 원형 디스크를 통해 정상 상태에서의 피압 되지 않은 총 침투량(Q)에 대해서 다음과 같은 대수학적 근사치를 제시하였다.

$$Q = \pi R^2 K_{sat} \exp(\alpha h) \quad (1)$$

여기서 Q (cm/hr)는 장력침투계의 water reservoir에서 토양으로 빠져나가는 물의 양이고, K_{sat} (cm/hr)는 포화수리전도도, α (cm^{-1})는 soptivity number이며, $\alpha = \lambda_c^{-1}$ 로 정의된다. h (cm)는 토양내의 토양수분 흐름 흡입력(matric flux potential) 또는 장력(tension)이다.

$$K(h) = K_{sat} \exp(\alpha h) \quad (2)$$

Wooding(1968)은 토양입자의 크기가 균질하고 일정하며, 다져진 상태에서의 수리전도도는

지수함수로 나타낼 수 있다고 가정하고 아래의 Gardner(1958)가 제안한 지수형 불포화수리 전도도를 적용하여 유도되었다. 여기서 $K(\text{cm/hr})$ 는 불포화수리전도도이고, 이 식에서 불포화수리전도도 $K(h)$ 는 토양 압력수두 (h)의 함수이다. 위의 두 식 (1)과 (2)을 적용하여 포화수리전도도 및 불포화수리전도도를 추정할 수 있다.

2.3 대공극 흐름분율(Macropore Flow Percentage)계산

Gardner(1958)와 Wooding(1968) 을 기본으로 한 위 식에서 구해진 포화수리전도도 (K_{sat}) 와 불포화수리전도도(K)를 이용하여 대공극 흐름분율을 구할 수 있다. Ventrella et al(2005)는 두 함수(BPC, TL 함수)에서 파괴지점 압력수두(-29mm ~ -37mm)의 존재를 보여주었다. 그래서 $K-h$ 관계에서 기울기가 가장 큰 -3cm를 대공극과 미세공극간의 임계 기준으로 정했다(Watson and Luxmoore, 1986; Baird, 1997).

$$MFP = \frac{K_{sat} - K(-3)}{K_{sat}} \times 100 \quad (3)$$

식 (3)는 대공극흐름분율(Macropore Flow Percentage) 구하는 식으로 장력 -3cm은 해당하는 공극지름의 크기는 0.1cm에 해당한다. 대공극흐름퍼센트는 토양에서의 총공극에서 물흐름에 유효하지 않은 공극들을 제외한 유효한 공극들 중에 지름이 0.1cm이상인 대공극을 통해 흐르는 물 흐름이 전체흐름에서 차지하는 비율이다.

2.4 유효대공극 부피분율(effective macroporosity) 계산

Bodhinayake 등(2004)은 장력침투계를 이용하여 물을 이송시키는 공극율에 대한 일반적인 식을 유도하였다.

$$K(r) = \int_0^r P(r)Q(r)dr \quad (4)$$

$$P(r) = \frac{dK(r)}{dr} \frac{1}{Q(r)} \quad (5)$$

$Q(r)$ 은 흐름율(L^3T^{-1})이고, $P(r)$ 은 단위 공극반지름과 단위 토양표면면적에 해당하는 공극들의 수로서 차원은 L^{-1} 이다. 어떤 주어진 압력수두에서 정상상태의 침투율은 수리학적 전도도 $K(LT^{-1})$ 과 같다. 공극반지름(r)보다 작은 공극들을 통해 흘러가는 총 흐름율은 총 공극의 수에다 하나의 공극을 통해 흘러가는 흐름율을 곱한 것이다. 총 공극의 수를 결정하기 위해 식(4)의 $P(r)$ 에 대해 정리하면 물을 실제로 이송시키는 공극부피를 알 수 있다. 반지름 (r)에 대한 함수로써 표현하기 위해 모세관이론을 이용하여 반지름(r)에 해당하는 장력(h)으로 표현하면 식(6)와 같다.

$$\epsilon(a,b) = \frac{2\mu\rho g K_s}{\gamma^2} \int_{H(a)}^{H(b)} \frac{dK(h)}{dh} h^2 dh \quad (6) \quad MPP = \frac{\epsilon_{mac}(-3, -0.06)}{\epsilon_{total}(-16, -0.06)} \times 100 \quad (7)$$

식(6)에서 γ 는 표면장력(MT^{-1})이고, h 는 장력(L)이다. r 은 최대공극반지름(L)을 말하고, θ 는 물과 공극벽과의 각도로서 보통 0이다. ρ 와 g 는 각각 물의 밀도(ML^{-3})과 중력가속도(LT^{-2})이다. 식(6)을 적분하면 실제로 물을 이송시키는 전체 공극 중에 대공극이 얼마나 차지하는지 위와 같은 식으로 나타낼 수 있다.

계산식에서 전체 공극율을 나타내기 위해서 장력(-16~-0.06cm)범위를 사용을 한다. 이는 공극의 지름이 0.027~5cm 범위에 해당한다. 대공극의 임계기준은 앞에서 대공극 흐름 퍼센트 계산에서 기준이 되는 장력, -3cm(반지름 0.1cm)을 기준으로 하였다.

2.5 실험방법 및 결과

실험은 장력침투계를 이용하여 사면의 대공극의 공간적 분포를 알아봤다. 침투실험을 할 선정된 지점은 지형지수를 사용하여 광릉 8지점, 설마천 7지점을 선정하였다. 실험기간은 3월20일부터 약 6주 간격으로 5회에서 6회 실시했다. 실험방법은 경사진 토양층을 절토하여 수평하게 만들고, 멤브레인 보호를 위해 나무뿌리 제거와 5mm정도의 모래를 뿌린다. 이때 토양교란이 일어나지 않도록 하며 실험은 정상상태가 될 때까지 최소 10분 이상을 측정하여야 한다. 각 실험의 결과 값은 다음 그림 1, 2와 같다.

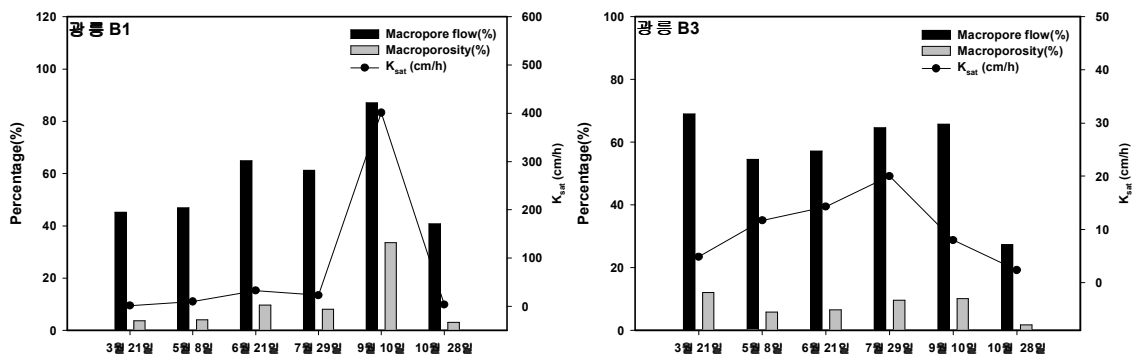


그림 1. 광릉

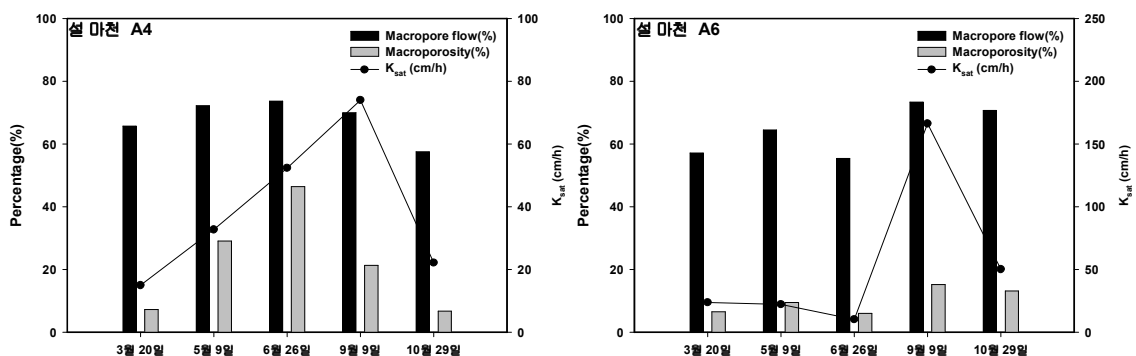


그림 2. 설마천

광릉과 설마천의 포화수리전도도의 계절적 변동성은 6월, 7월, 9월에는 높게 나오지만, 3월, 5월, 10월에서는 대체적으로 낮게 평가되었다. 6월과 7월으로 늦봄에서 여름으로써 식생뿌리

와 동물군의 활동으로 인한 대공극의 생성 및 발달이 활발한 시기이어서 높게 나왔지만, 3월은 초봄이지만 아직 나무뿌리(세근)의 생성과 동물군의 활동이 이른 시기이어서 낮게 나왔다.

3. 결론

광릉 원두부사면과 설마천 독립사면의 식생종과 분포, 토성은 조금씩 다르다. 하지만 장력 침투계에 의해 계산된 침투율에서 두지역의 대공극흐름이 차지하는 비율은 토양수 흐름선에 따라 증가하는 경향을 보였다. 그리고 6월, 7월, 9월에 대체적으로 높게 평가되어있다. 이는 여름철 식생들의 활발한 활동으로 인해 대공극 형성 기작에 중요한 한 부분으로 사료된다.

감 사 의 글

본 연구는 교육인적자원부의 BK21프로그램과 21세기 프론티어연구 개발사업인 수자원의 지속적 확보기술개발사업단의 연구비 지원(과제번호 1-8-3)으로 수행 되었다.

참 고 문 헌

1. Gwak, Y.S., 2007: Spatial distribution of macropore flow percentage and macroporosities in the Gwangneung forest catchment. *Korean Journal of Agricultural and Forest Meteorology* **9(4)**, 234-246.
2. Bormann, B., K. Klaassen, 2008: Seasonal and land use dependent variability of soil hydraulic and soil hydrological properties of two Northern German soils. *Geoderma*. **145**, 295-302.
4. Baird, A. J., 1997: Field estimation of Macropore functioning and surface hydraulic conductivity in a fen peat. *Hydrological Processes*, **11**, 287-295.
5. Casanova, M., I. Messing, and A. Joel, 2000: Influence of aspect and slope gradient on hydraulic conductivity measured by tension infiltrometer. *Hydrological Processes* **14**, 155-164.
6. Gupta, S, D., B. P Mohanty., J. M. Kohne(2006) soil hydraulic conductivities and their spatial and temporal variations in a vertisol. *Soil Science Society of America*, **70**, 1872-1881.
7. Mosley, S. P, 1979: Streamflow generation in a forested watershed, New Zealand. *Water Resource Research*, **15**, 795-806.
8. Noguchi, S., N. Abdul Rahim, K. Baharuddin, T. Sammori, M. Tani, and K. Morisada, 1997a. Soil physical properties and preferential flow pathways in tropical rain forest, Bukit Tarek, Peninsular Malaysia. *Journal of Forest Research*. **2**, 115-120.
9. Noguchi, S., Y. Tsuboyama, R. C. Sidle, and I. Hosoda, 1997: Spatially distributed morphological characteristics of macropores in forest soils of Hitachi Ohta Experimental Watershed, Japan. *Journal of Forest Research* **2**, 207-215.
10. Noguchi, S., Y. Tsuboyama, R. C. Sidle, and I. Hosoda, 1999: Morphological characteristics of macropores and the distribution of preferential flow pathways in a

- forested slope segment. *Soil Science Society of America Journal* **63**, 1413-1423.
11. Ventrella, D, N. Losavio, A. V. Vonella, and F.J. Leij, 2005: Estimating hydraulic conductivity of a fine-textured soil using tension infiltrometry. *Geoderma*, **124**, 267-277.
 12. Watson, K. W., and R. J. Luxmoore, 1986: Estimating Macroporosity in a Forest Watershed by use of a Tension Infiltrometer. *Soil Science Society of America Journal*, **50**, 578-582.